

УДК 551.24

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОГРУЖЕНИЯ БАСЕЙНА И ПОСТРОЕНИЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ

© 2025 г. Ю. И. Галушкин

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения,
г. Москва, Россия
E-mail: yu_gal@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

После доработки 08.07.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Численные реконструкции термического режима осадочной толщи бассейна Маннар (Шри-Ланка) в районе скв. Dorado North и Западно-Сибирского бассейна в районе скв. Останинская (Томская обл.), рассмотренные в работах [Premarathne et al., 2016; Исаев и др., 2021], сопоставляются с соответствующими реконструкциями, полученными в системе моделирования бассейнов ГАЛО. На этих примерах показано, что использование систем моделирования с заданием теплового потока в основании осадочной толщи может давать искаженную картину термической истории бассейна, несмотря на совпадение вычисленных значений отражательной способности витринита со значениями, измеренными в современном осадочном разрезе бассейна. Применение анализа вариаций тектонического погружения бассейна в системе моделирования ГАЛО позволяет оценить амплитуду и продолжительность событий тепловой активизации и растяжения (утонения коры) литосферы и тем самым обойти проблему с заданием теплового потока на относительно мелких глубинах бассейна. Альтернативная модель термической эволюции бассейна, построенная таким образом, опирается на ту же базу исходных данных моделирования, что и системы с подбором теплового потока в основании осадочной толщи, лишь с добавлением современной глубины границы Мохоровичича.

Ключевые слова: термический режим литосферы, тектоническое погружение бассейна, тепловой поток.

DOI: 10.31857/S0002333725010082, **EDN:** ACLSNA

ВВЕДЕНИЕ

Задание теплового потока в основании осадочной толщи бассейна часто используется в качестве граничного условия при решении уравнения теплопроводности в системах 1D-моделирования термической истории осадочных нефтегазоносных бассейнов. Здесь можно назвать численную реконструкцию термической истории Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) в районе сверхглубокой скважины СГ-6 в работе [Конторович и др., 2013] с применением системы моделирования TEMIS (компания Beisip Franlab), моделирование термической истории осадочного бассейна Маннар в работах [Ratnayake, Sampei, 2015; Premarathne et al., 2016;

Ratnayake et al., 2017] с применением системы моделирования SIGMA-2D (японская корпорация JOGMEC), моделирование ряда площадей ЗСБ с применением системы ТеплоDialog, использующей метод палеотемпературного моделирования [Исаев, 2004; Исаев, Фомин, 2006; Исаев и др., 2014; 2016; 2021] (Томский политехнический университет) и др. Системы моделирования, применявшиеся или упоминаемые в настоящей статье (ГАЛО, SIGMA-2D, ТеплоDialog, TEMIS и PetroMod), рассматривают эволюцию плоских одномерных бассейнов, когда все переменные зависят только от времени (t) и глубины (z) и не изменяются в горизонтальных направлениях (x и y). Все упомянутые системы моделирова-

ния бассейнов используют в качестве верхнего граничного условия при решении уравнения теплопроводности палеоклиматические условия на поверхности осадочного покрова бассейна. Все системы в расчетах температуры учитывают отложение пористых осадков с переменной скоростью, их уплотнение; эрозию, зависимость температурных и физических характеристик пород от их литологического состава, глубины погружения и температуры [Галушкин, 2007]. Основное различие систем заключается в глубине нижней границы области расчета температур (ZM) и в условиях, поддерживаемых на ней. В системах SIGMA-2D и TeploDialog за границу ZM принято основание осадочной толщи, на которой поддерживается тепловой поток, который может быть как постоянным, так и меняться по времени. Его значения определяются из условия близости значений отражательной способности витринита (ОСВ) и температур, рассчитанных в модели, значениям этих параметров, измеренным в современном осадочном разрезе бассейна. Термическая история бассейна, численно восстановленная с применением таких систем моделирования, будет существенно зависеть от значений теплового потока, задаваемых на относительно малых глубинах бассейна, и это может приводить к неоднозначным результатам моделирования.

В системе моделирования бассейнов ГАЛО область расчета температур кроме осадочной толщи бассейна включает в себя еще и фундамент, под которым в системах моделирования понимают литосферу, подстилающую осадочный покров, а также часть верхней астеносферы. Нижняя граница области счета, ZM , располагается в пределах реологически слабого слоя мантии, залегая, как правило, глубже термической подошвы литосферы. Глубина области счета ZM и температура TM , которая поддерживается в ее основании в течение всего времени моделирования, определяются в системе ГАЛО следую-

щим образом. На первом этапе моделирования находится распределение температуры $T(z, Q_{\min})$ из решения стационарного уравнения теплопроводности со значениями теплового потока $Q_{\min}$ и температуры T_0 , заданными на поверхности литосферы, а также с известными распределениями теплопроводности $K(Z)$ и теплогенерации $A(Z)$ в породах начальной (до растяжения) консолидированной коры и мантии (см., например, табл. 1). Здесь $Q_{\min}$ — предполагаемое значение минимального в истории бассейна поверхностного теплового потока. Иногда оно может совпадать с современным глубинным тепловым потоком в районе, но может быть и ниже его. Далее определяется глубина пересечения геотермы $T(z, Q_{\min})$ с кривой солидуса перидотита с содержанием 0.2% H_2O [Wyllie, 1979]. Эта глубина и есть начальная глубина нижней границы области счета ZM . Температура $TM = T(ZM, Q_{\min})$ поддерживается на нижней границе области счета в течение всей истории погружения моделируемого бассейна [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Таким образом, система моделирования бассейнов ГАЛО предполагает глубокое погружение границы ZM , как правило, глубже термического основания литосферы. Реологическое ослабление пород мантии на таких глубинах предполагает возможность перемещения вещества под действием минимальных разностей напряжений, что будет способствовать установлению здесь термического режима со сравнительно слабым изменением температуры. Само значение ZM в процессе эволюции бассейна может увеличиться на толщину осадочного чехла, что при градиенте температуры, близкому к адиабатическому (около 0.5 °C/км), могло бы привести к увеличению температуры на 5–10 °C. Такие колебания в значениях температуры TM на границе ZM не могут оказать заметного влияния на результаты моделирования. Начальное распределение температур в системе ГАЛО находится аналогично распределению $T(z, Q_{\min})$

Таблица 1. Структура континентальной литосферы и термофизические параметры ее пород [Baer, 1981]

Слой литосферы (фундамента)	гранитный		“базальтовый”	мантия
Глубина основания слоя	5.0	15.0	35.0	> 35
Плотность, ρ_0 , кг/м ³	2750	2750	2900	3300
Теплопроводность, Вт/м°K	2.72	2.72	1.88	$K=f(T)^*$
Генерация тепла, мкВт/м ³	1.26	0.71	0.21	0.0042

Примечание: Зависимость теплопроводности K и теплоемкости C_p пород мантии от температуры T определяется согласно работам [Hofmeister, 1999; McKenzie et al., 2005]. Теплопроводность пород коры зависела от температуры согласно работе [Perry et al., 2006].

только вместо потока $Q_{\min}$ будет начальный тепловой поток на поверхности бассейна Q_0 , характерный для тектонической обстановки зарождения бассейна (105 мВт/м^2 — для осевой зоны континентального рифта или $60\text{--}90 \text{ мВт/м}^2$ — для бортов рифта и т.д.). При этом в интервале глубин от точки солидуса перидотита $T = T_s$ до ZM распределение температур $T(z, Q_0)$ заменяется на линейно растущее с глубиной от T_s до TM .

Расчет плотности пород коры и мантии в интервале глубин $0 \leq Z \leq ZM$ на каждом шаге времени позволяет в системе ГАЛО вычислять амплитуды тектонического погружения бассейна, чтобы использовать анализ временных вариаций этих амплитуд для оценки продолжительности и интенсивности событий растяжения и тепловой активизации литосферы в истории погружения бассейна [Галушкин, 2007; 2023; Galushkin, 2016]. Возможность таких оценок является существенным преимуществом системы ГАЛО перед системами моделирования бассейнов, использующими задание теплового потока в основании осадочного чехла. В настоящей статье этот факт иллюстрируется примерами числен-

ной реконструкции термической истории двух бассейнов — бассейна Маннар (Шри-Ланка; рис. 1а) в районе скв. Dorado North и ЗСБ в районе скв. Останинская (Томская обл.; рис. 1б). Моделирование, проведенное в системе ГАЛО, основано на той же базе данных, что и в работах [Ratnayake et al., 2017; Исаев и др., 2021]. Поэтому в статье не рассматриваются вопросы построения осадочных разрезов и литологического состава пород, подробно изложенные в работах [Ratnayake, Sampei, 2015; Premarathne et al., 2016; Ratnayake et al., 2017; Galushkin, Dubinin, 2020; Исаев и др., 2014; 2016; 2021]. Содержание статьи сфокусировано на сравнении результатов, полученных в разных системах моделирования, и обсуждении причин их расхождения.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОГРУЖЕНИЕ БАССЕЙНА В СИСТЕМЕ ГАЛО

Анализ вариаций амплитуд тектонического погружения бассейна является существенной частью системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО. Тектоническим погружением бассейна называют глубину, на которой в условиях изостазии устанавливается поверхность фунда-

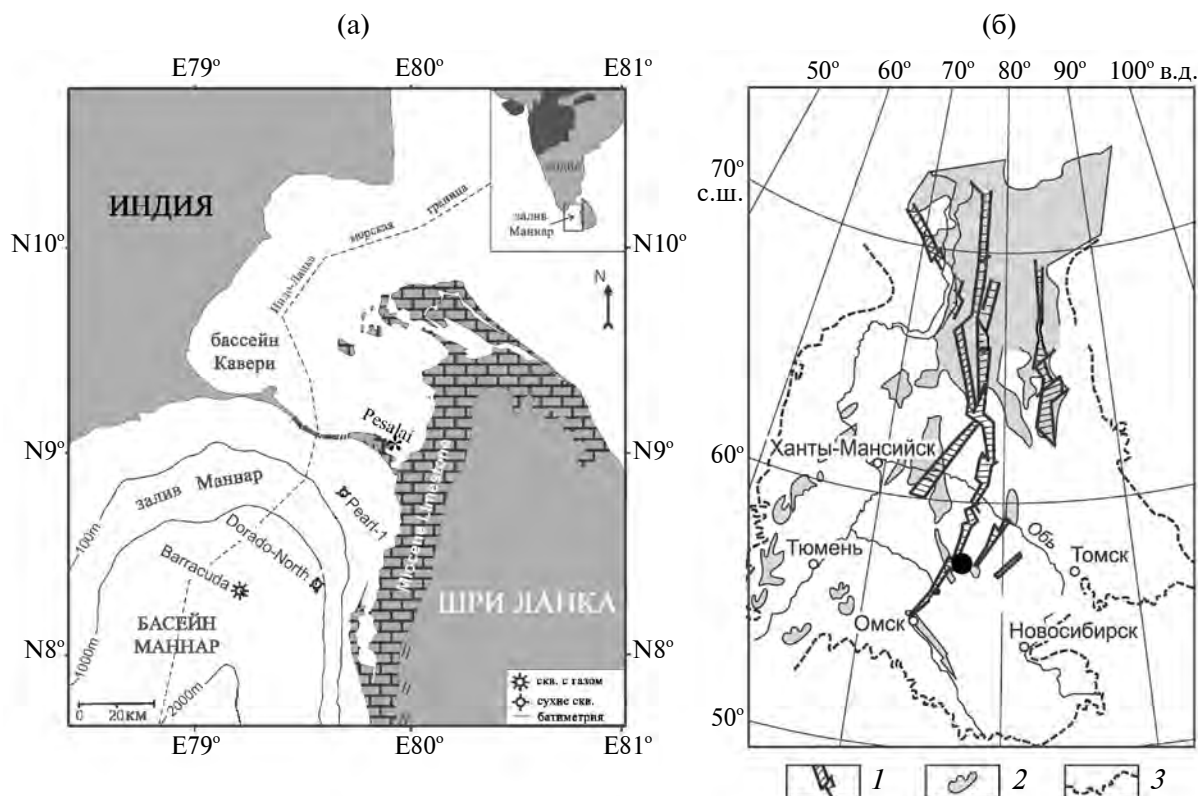


Рис. 1. Положение моделируемых скважин: (а) — скв. Dorado-North в бассейне Маннар (согласно работе [Premarathne et al., 2016] с изменениями); (б) — скв. Останинская (черный кружок) согласно работе [Добрецов и др., 2013] с изменениями. 1 — рифты; 2 — эффузионно-осадочный комплекс; 3 — границы Западно-Сибирской синеклизы.

мента, когда с его поверхности удаляют нагрузку воды и осадочных пород ([Sclater, Christie, 1980]; $Zt(0)$ и $Zt(t)$ в столбцах A1A1 и B1B1 на рис. 2). Из равенства веса столбцов AA и A1A1, а также BB и B1B1 на уровне компенсации $z = Zk$ (глубина изостатической компенсации) получается уравнение (1) для расчета тектонического погружения, согласно которому изменение амплитуды тектонического погружения от начала развития бассейна ($t = 0$) до текущего момента t его погружения определяется весом столбцов морской воды и осадочного чехла в текущий момент времени t [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]:

$$ZTs(t) - ZTs(0) = \frac{\rho_a - \rho_s(t)}{\rho_a} \cdot S(t) + \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \times (1) \\ \times [Z_w(t) - Z_w(0)].$$

Здесь: t — время; $t = 0$ — начало формирования бассейна; $Z_w(t)$ — палеоглубины водной колонки на время t ; $S(t)$ — толщина осадочного покрова; ρ_a и ρ_w — плотности астеносферы и воды. Средняя плотность пород в столбце осадков $\rho_s(t)$:

$$\rho_s(t) = \int_0^{S(t)} \rho_s(Z, t) \cdot dZ / S(t). \quad (2)$$

Формула (1) дает первый метод вычисления вариаций амплитуд тектонического погружения бассейна, когда с поверхности его фундамента удаляется нагрузка воды и осадков (сплошная

кривая 1 на рис. 3а). После исключения влияния поверхностной нагрузки (осадков и морской) изменения в глубине поверхности фундамента в условиях изостазии (то есть вне поясов динамического сжатия литосферы) будут определяться только процессами внутри фундамента. Так, подъем поверхности фундамента может объясняться термической активизацией мантии, вызывающей повышение температуры ее пород и, соответственно, уменьшение их плотности. Погружение поверхности может быть вызвано остыванием литосферы с уменьшением температуры пород и увеличением их плотности, а также любым процессом, приводящем к сокращению мощности легкого слоя литосферы — коры. В качестве этого процесса в системе моделирования бассейнов ГАЛО рассматривается растяжение литосферы. В системе ГАЛО под растяжением литосферы понимается равномерное растяжение всей моделируемой области ($0 \leq z \leq ZM$), то есть оно включает в себя утонение в β раз всех шагов dz по глубине в пределах осадочного слоя, консолидированной коры и мантии до глубины ZM [Galushkin, 2016]. Утонение коры может быть достигнуто и за счет фазовых переходов пород нижних горизонтов континентальной коры в эклогитовые фации [Артюшков, 1993]. Однако оценки скоростей этих фазовых переходов до сих пор неоднозначны [Галушкин, 2007]. Известно, что в отсутствие воды кинетическая граница метаморфизма пород нижней континентальной коры соответствует температуре

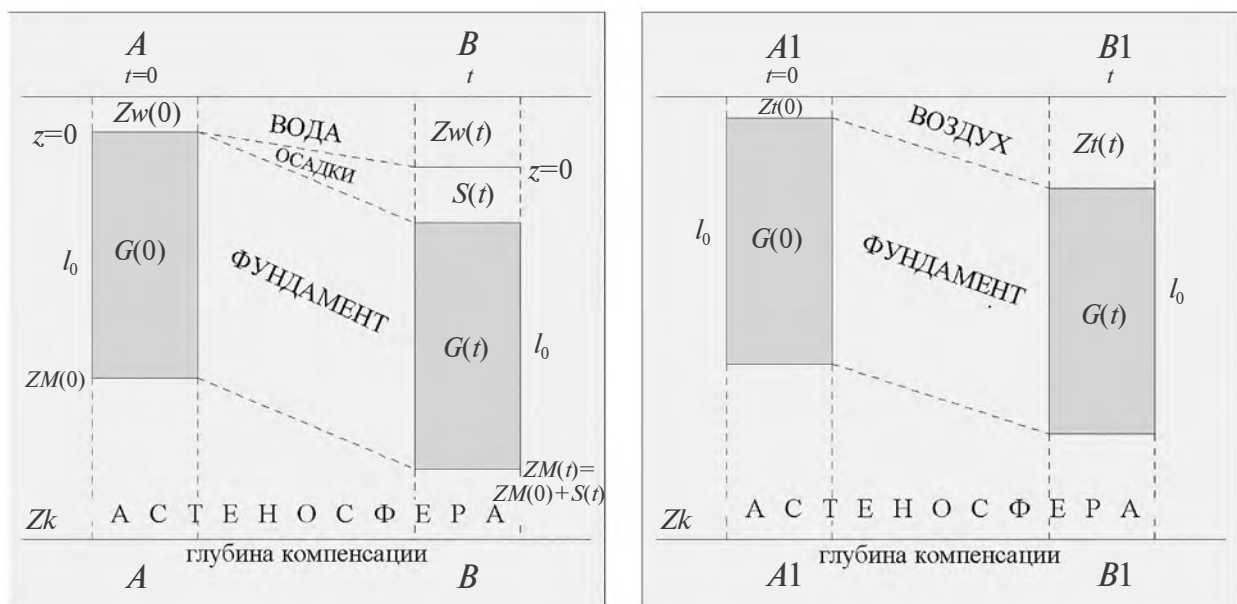


Рис. 2. Принцип вычисления вариаций тектонического погружения поверхности фундамента [Галушкин, 2007].

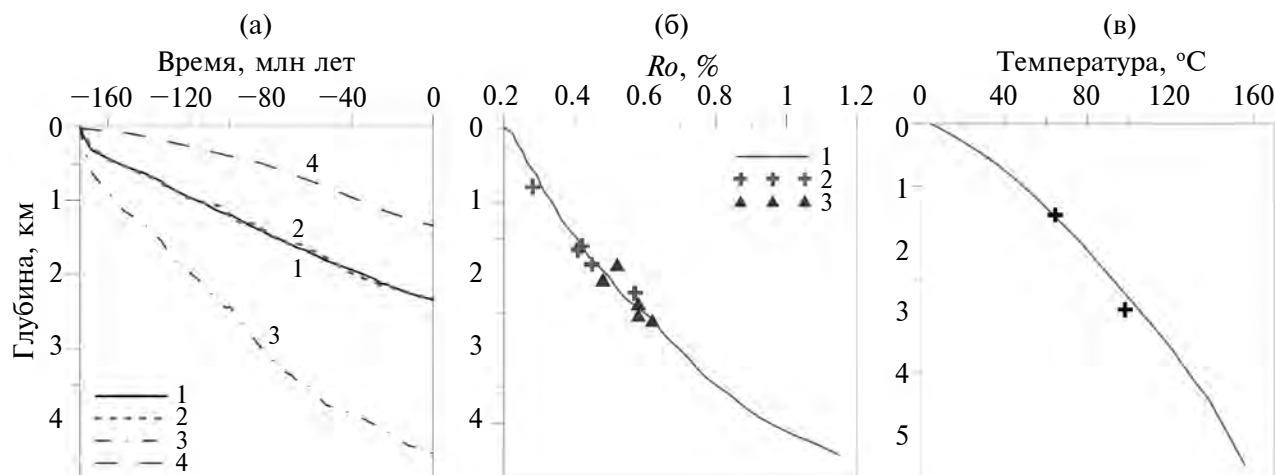


Рис. 3. Вариации амплитуд тектонического погружения (а), распределение отражательной способности витринита (ОСВ) (б) и температуры пород (в) с глубиной в современном осадочном разрезе скв. Dorado North бассейна Маннар [Galushkin, Dubinin, 2020]. (а): 1 — изменение тектонического погружения, полученное удалением нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента; 2 — оно же, полученное путем расчета изменения распределения плотности пород в фундаменте; 3 — мощность осадочного чехла; 4 — изменение глубины моря; (б): сплошная кривая 1 — вычисленные значения ОСВ (%Ro); 2 и 3 — измерения в скв. Dorado North и Pesalai соответственно; (в): сплошная кривая — вычисленные значения $T(z)$, крестики — измерения в скв. Pearl-1.

не ниже 700–800°C, что согласуется и с геологическими наблюдениями. Следовательно, в типичной континентальной коре, где нормальные температуры не превышают 500–600°C переход габбро–гранулиты–эклогиты может произойти лишь в эпохи разогревания и массового поступления флюидов в нижнюю кору с последующим остыванием литосферы [Соболев, 1978; Varid et al., 1995; Артющков, Мернер, 1997], то есть в периоды рифтогенеза. В системе моделирования ГАЛО утонение коры моделируется эффективным растяжением бассейна.

Согласно сказанному выше, второй метод вычисления вариаций тектонического погружения бассейна будет связан с расчетом изменения веса $G(t)$ столбца фундамента некоторой фиксированной высоты l_0 на каждом шаге времени эволюции бассейна (рис.2):

$$G(t) = g \cdot \int_0^{l_0} \rho_l(Z, t) \cdot dZ. \quad (3)$$

Соответствующее уравнение получается из равенства веса столбцов A1A1 и B1B1 на рис. 2 [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]:

$$Z_i(t) - Z_i(0) = [G(t) - G(0)] / (\rho_a \cdot g). \quad (4)$$

Плотность пород фундамента ρ_l уменьшается при нагревании породы и увеличивается при ее остывании, а также с ростом давления:

$$\rho_l(Z, t) = \rho_0(Z, t) \cdot [1 - \alpha \cdot T(Z, t) + \beta \cdot P(Z, t)], \quad (5)$$

где: $\alpha = 3.2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ — коэффициент термического расширения оливиновых пород мантии (перидотита); $\beta = 0.00079 \text{ Кбар}^{-1}$ — коэффициент ее изотермического сжатия [Touloukian, Hu, 1981]; $\rho_0(Z, t)$ — распределение плотности пород с глубиной при стандартных условиях ($P = 1 \text{ атм.}$ и $T = 20^\circ\text{C}$); ρ_0 включает изменения плотности пород фундамента с глубиной, связанные с переходом от “гранитного” слоя коры к “базальтовому” и затем к мантии. Изменение термофизических параметров пород с глубиной в стандартной слоисто-однородной модели континентальной литосферы с толщиной коры 35 км показано в табл. 1. В расчетах плотности пород мантии учитывались также изменения ρ_0 в результате фазового перехода шпинелевого перидотита в гранатовый со скачком плотности от $\rho_0 = 3.30$ до $\rho_0 = 3.38 \text{ г/см}^3$ [Wood, Yuen, 1983; Yamasaki, Nakada, 1997] (см. также работы [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Вариации в глубине этого фазового перехода показаны пунктирными линиями на рисунках, демонстрирующих ниже термическую историю литосферы рассматриваемых бассейнов. Такие вариации могут вызвать дополнительное тектоническое погружение фундамента амплитудой в первые сотни метров. Другой фазовый переход “пироксеновый перидотит в шпинелевый” по P - T -условиям приходится на глубины континен-

тальной коры [Yamasaki, Nakada, 1997] и потому не рассматривается в наших реконструкциях.

Расчет вариаций тектонического погружения по формулам (3)–(5) предполагает, что такие события, как растяжение, термическая активизация и термическое охлаждение литосферы, приводящие к изменению распределения плотности пород фундамента с глубиной, вызывают изменения в тектоническом погружении бассейна, то есть изменения в глубине той поверхности фундамента, которая установилась после снятия с него нагрузки воды и осадков. В отсутствие этих событий тектоническое погружение бассейна должно бы оставаться неизменным. Поэтому длительность и амплитуда событий растяжения или термической активизации литосферы в системе моделирования бассейнов ГАЛО подбираются таким образом, чтобы вариации, рассчитанные по формулам (3)–(5) с учетом эпизодов растяжения, нагревания или охлаждения литосферы (пунктирная линия 2 на рис. 3а), соответствовали изменениям в амплитуде тектонического погружения, вычисленной по уравнениям (1), (2) (линия 1 на рис. 3а). Иными словами, параметры событий подбираются так, чтобы кривые 1 и 2 на рис. 3а стали близки друг к другу. В результате такого подбора пунктирная линия 2 на рис. 3а должна стать близкой к сплошной линии 1. Эта процедура позволяет грубо оценить продолжительность и амплитуду событий тепловой активизации и растяжения литосферы, которые могли иметь место в истории погружения бассейна, не всегда оставляя заметный след в геологической летописи района. Процедура подробно описана в главе 1 книги [Galushkin, 2016] на примере моделирования тепловой эволюции литосферы Западно-Сибирского бассейна в районе Широкого Приобья (месторождение Ясное).

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ БАСЕЙНА МАННАР НА ПЛОЩАДИ DORADO NORTH — РЕКОНСТРУКЦИЯ В СИСТЕМЕ ГАЛО

Бассейн залива Маннар представляет собой авлакоген или недоразвитый рифт, возникший в результате растяжения литосферы между Индией и Шри-Ланкой во время раскола Гондваны, так и не сумевшего перейти в стадию спрединга моря с образованием океанической коры [Rana et al., 2008; Herath et al., 2017]. В геологической истории бассейна отмечаются две основные фазы рифтогенеза — первая и вторая [Baillie et al., 2003; Premarathne et al., 2016]. Первая ранняя

фаза рифтинга связана с разделением восточной и западной Гондваны в средней юре (около 165 млн лет назад; [Molnar, Tapponnier, 1975]). Соответствующий раскол континентального блока ассоциируется с раскрытием Индийского океана [McKenzie, Sclater, 1971], который отделил Южно-Американо-Африканский блок от блока, объединявшего Мадагаскар, Индию, Антарктиду и Австралию [Kularathna et al., 2020; Shenk et al., 2022]. Последующая (вторая) стадия рифтинга в бассейне Маннар связана с разделением Восточной и Западной Гондваны в раннем мелу (от 142 до 134 млн лет назад), когда Мадагаскар, Сейшелы и Большая Индия отделились от Австралии и Антарктиды. В эту фазу рифтинга бассейн Маннар раскрывался благодаря вращению массива Шри-Ланка относительно большой Индии против часовой стрелки. Предполагается, что эта фаза умеренного растяжения коры и вращения продолжалась в течение всего позднего мела вплоть до раннего палеоцена [Shenk et al., 2022], сопровождаясь интенсивными излияниями базальтовых лав в маастрихте (70–65 млн лет назад). Последние могли быть связаны с аналогичными событиями в провинции Декан и объясняться термическим влиянием горячего пятна Ренюньен [Premarathne et al., 2016; Kularathna et al., 2020]. Непрерывное погружение бассейна с начала рифтогенеза привело к накоплению более 6 км осадков (рис. 4а; [Ratnayake et al., 2017; Kularathna et al., 2020]).

Вариации тектонического погружения бассейна Маннар в районе скв. Dorado North (рис. 3а) согласуются с начальным тепловым потоком (q) около 84 мВт/м², характерным для бортовой части древнего рифта (рис. 4б(а)). При этом на первом этапе рифтогенеза основная часть тектонического погружения бассейна Маннар обязана термическому остыванию литосферы, а амплитуда растяжения литосферы не превышала 1.05 [Galushkin, Dubinin, 2020]. Как отмечалось выше, вторая фаза рифтогенеза в бассейне Маннар началась в позднем апте и завершилась в конце мелового периода [Shenk et al., 2022; Premarathne et al., 2016]. В нашей модели этому событию соответствует тепловая активизация литосферы, которая в системе ГАЛО воспроизводится постепенным поднятием изотермы 1100°C до глубины, отвечающей повышенным значениям теплового потока в период активизации, имитируя подъем теплового диапира в мантии. Распределение температуры под указанной изотермой заменялось на линейное распределение с увеличением температуры от 1100°C в верхней части диапира до температу-

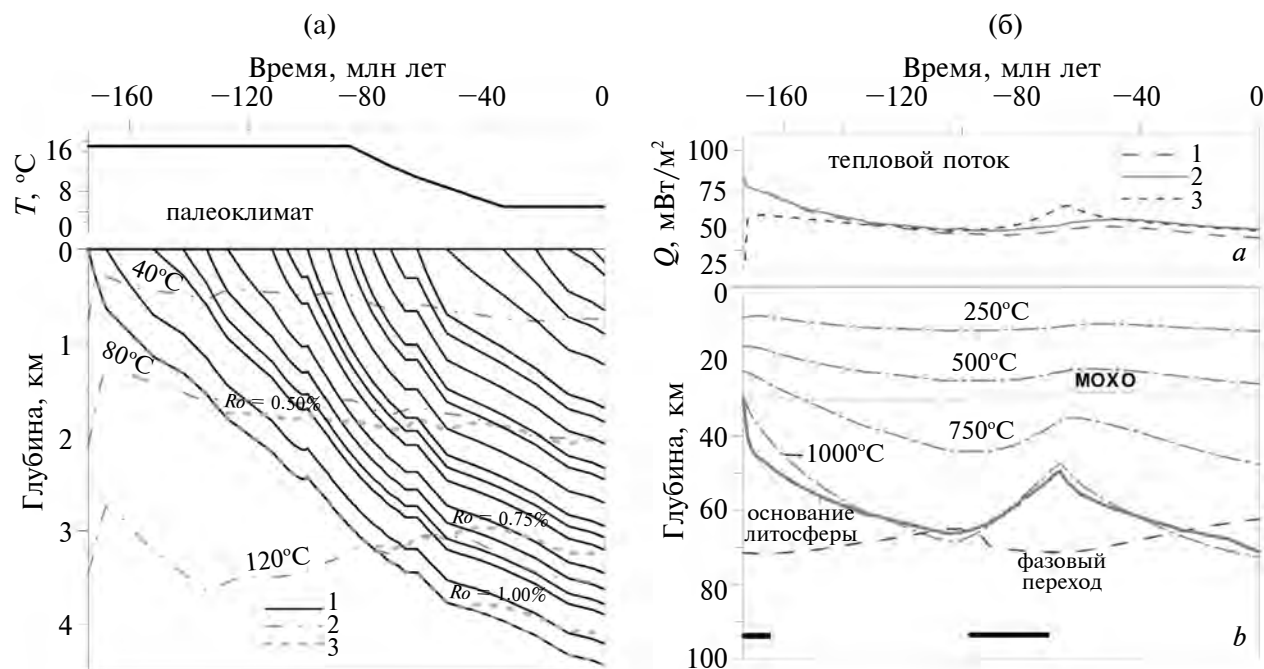


Рис. 4. Термическая эволюция осадочной толщи (а) и литосферы (б) бассейна Маннар в районе скв. Dorado-North, численно восстановленные в рамках системы моделирования бассейнов ГАЛО [Galushkin, Dubinin, 2020]. (а): 1 — подошва осадочных слоев; 2 — изотермы; 3 — изолинии ОСВ (% R_o); (б) а: 1, 2 и 3 — тепловые потоки через поверхности осадков (1), фундамента (2) и верхней мантии (3) (т.е. через границу МОХО); (б) б: “МОХО” — основание коры; “фазовый переход” — глубина фазового перехода “шпинелевый перидотит — гранатовый перидотит” в мантии; “основание литосферы” определяется пересечением текущей геотермы с кривой солидуса перидотита с 0.2% H_2O [Wyllie, 1979]. Толстые отрезки прямых линий отмечают основные этапы растяжения бассейна.

ры $T = TM$ в основании области счета (на глубине $z = ZM$). Выше изотермы 1100°C распределение температуры определяется решением уравнения теплопроводности. В рассматриваемом варианте развития бассейна вариации амплитуд тектонического погружения бассейна согласовались с подъемом кровли диапира на 29 км со средней скоростью 0.081 см/год со 104 по 68 млн назад (рис. 2а и рис. 3б). Глубина, до которой поднимается кровля диапира в процессе моделирования, подбирается такой, чтобы значения температуры и отражательной способности витринита (ОСВ), рассчитанные в модели, стали близкими к измеренным в современном осадочном разрезе (рис. 2б и 2в). Поверхностный тепловой поток при этом возрастал от 50 до 65 мВт/м² (рис. 3а и рис. 3б; [Galushkin, Dubinin, 2020]).

Вместе с тепловой активизацией анализ вариаций тектонического погружения предполагает умеренное растяжение литосферы в верхнем мелу с амплитудой $\beta = 1.15$. Это растяжение должно компенсировать поднятие поверхности фундамента, вызванное одновременной тепловой активизацией. Этот пример показывает, что один лишь анализ вариаций тектонического по-

гружения без других критериев справедливости модели не может однозначно определить тепловую историю бассейна. Можно принять, например, более высокие значения теплового потока в период термической активизации литосферы бассейна, подняв изотерму 1100°C до меньших глубин, и тогда для совмещения тектонических кривых 1 и 2 на рис. 3а пришлось бы предположить более высокую амплитуду растяжения литосферы бассейна. Однако такие варианты не согласуются с наблюдаемыми значениями температур и ОСВ [Galushkin, Dubinin, 2020].

Современная глубина границы МОХО в районе скв. Dorado North оценивается в 28.5–30.5 км [Herath et al., 2017]. Следовательно, толщина юнсолидированной коры здесь составляет 24–26 км. Если начальную толщину консолидированной коры (до раскола Гондваны) принять равной ее толщине в пределах современного Индийского щита (36 км), то амплитуда растяжения литосферы с начала раскола Гондваны по настоящее время составляет $\beta_{\text{набл}} \approx 36/25 = 1.44$. В то же время анализ тектонического погружения на рис. 2а предполагает суммарную амплитуду растяжения литосферы за первый и второй

периоды рифтогенеза $\beta_{\text{осад}} \approx 1.26$ [Galushkin, Dubinin, 2020]. Отсюда следует предположение, что еще до начала отложения осадков литосфера Гондваны в районе будущего бассейна Маннар могла быть утонена примерно в 1.14 раз.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ БАСЕЙНА МАННАР В СИСТЕМЕ SIGMA-2D И ЕГО СРАВНЕНИЕ С МОДЕЛЬЮ В СИСТЕМЕ ГАЛО

На рис. 5 представлены результаты моделирования термической истории осадочной толщи бассейна Маннар в районе скв. Dorado North, полученные с применением системы SIGMA-2D в работах [Ratnayake, Sampei, 2015;

Premarathne et al., 2016; Ratnayake et al., 2017]. Эта реконструкция, как и наша, рассматривает термическую эволюцию бассейна Маннар с ааленского этапа средней юры и включает, наряду с ранним этапом рифтогенеза, также и его вторую поздне меловую стадию. Однако сравнение термических историй на рис. 3а и рис. 4б демонстрирует их заметное различие, несмотря на общую базу исходных данных, включавшую геологическую историю бассейна, его современный осадочный разрез, литологический состав пород и хронологию отложения осадочных формаций, а также измеренные значения ОСВ. В реконструкции рис. 4б можно отметить два спорных момента. Первый — это то, что ранний этап рифтогенеза не выделяется в тепловом режиме

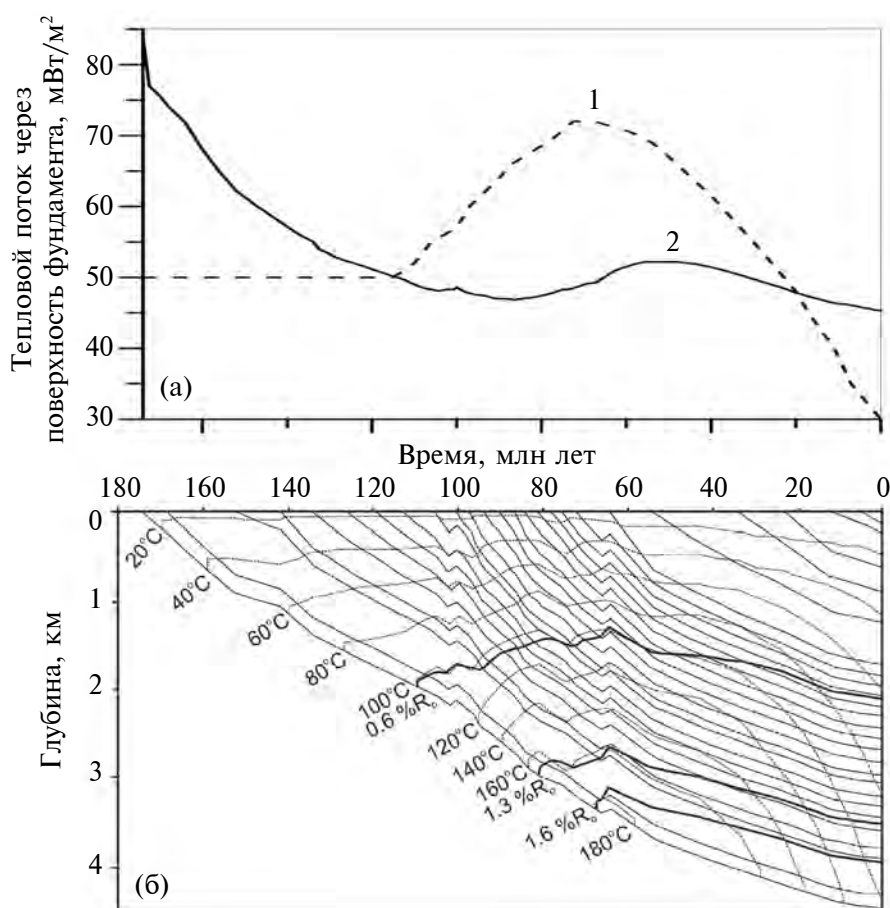


Рис. 5. Изменение теплового потока в основании осадочной толщи (а) и эволюция термических условий (б) осадочной толщи бассейна Маннар на площади Dorado-North, рассчитанная в модели [Premarathne et al., 2016]. (а): 1 — тепловой поток, задаваемый в модели из работы [Premarathne et al., 2016]; 2 — поток, рассчитанный в работе [Galushkin, Dubinin, 2020]; (б): непрерывно погружающиеся линии — основания осадочных слоев; линии со знаками 20°C, 40°C, 60°C и т.д. — изотермы; жирные линии со знаками 0.6%Ro, 1.3%Ro и 1.6%Ro — соответствующие изолинии ОСВ, рассчитанные в модели SIGMA-2D работы [Premarathne et al., 2016].

бассейна, второй же касается аномально резкого погружения изотерм в кайнозой (рис. 5б). Оба момента являются следствием своеобразной истории изменения теплового потока, задаваемого в модели в основании осадочной толщи бассейна. Первому этапу рифтогенеза в поздней юре и нижнем мелу соответствуют умеренные значения теплового потока (50 мВт/м^2), не характерные для рифтового этапа развития бассейна (кривая 1 на рис. 5а). На рис. 4б второй, позднемеловой стадии рифтогенеза отвечает заметный рост значений теплового потока, задаваемых в основании осадочной толщи. Начальный, максимальный и конечный тепловые потоки данной тепловой активизации осадочной толщи подбираются из условия близости значений ОСВ, рассчитанных в модели, значениям $R_o\%$, измеренным в современном осадочном разрезе бассейна [Premarathne et al., 2016].

Резкое углубление изотерм в последние 20 млн лет на рис. 5б является следствием заметного уменьшения теплового потока, задаваемого в основании осадочного слоя, от 72 МВт/м^2 около 68 млн лет назад до 30 МВт/м^2 в настоящее время (кривая 1 на рис. 5а). Однако такое низкое значение современного теплового потока противоречит наблюдаемым данным, которые указывают, что тепловой поток в изучаемом регионе не опускается ниже 40 МВт/м^2 [Geological..., 1991; Shanker et al., 2012; Kumar et al., 2013; Premarathne, 2017]. В то же время можно отметить, что реконструкция термической истории на (рис. 4а) лишена этих недостатков. Она предполагает повышенный тепловой поток на обеих стадиях рифтогенеза и умеренное углубление изотерм в последние 20 млн лет, согласующийся с охлаждением литосферы после термической активизации в маастрихте (рис. 4а, кривая 2 на рис. 5а и рис. 4б(а)). Причины расхождения результатов моделирования на рис. 3а и 4б лежат, прежде всего, в различии систем моделирования. Таким образом, применение анализа вариаций тектонического погружения в системе ГАЛО позволило построить вариант термической истории бассейна Маннар в районе скв. Dorado North (рис. 4), альтернативный варианту моделирования на рис. 5б с заданием теплового потока в основании осадочной толщи.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОСТАНИНСКОЙ ПЛОЩАДИ В СИСТЕМЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ БАССЕЙНОВ ГАЛО

Второй пример сравнения систем моделирования касается реконструкции термической ис-

тории южной части ЗСБ в районе Останинской площади (рис. 1б). Результаты моделирования этой площади с применением системы моделирования бассейнов ГАЛО, изложенные в этом разделе статьи, сравниваются в дальнейшем с реконструкцией термической истории осадочной толщи, полученной с использованием метода палеотемпературного моделирования в работе [Исаев и др., 2021]. Исходная база данных при моделировании в системе ГАЛО, включающая строение осадочного разреза, литологический состав и возраст пород, измеренные значения ОСВ и глубинных температур, повторяла базу данных, описанную подробно в работах [Галиева и др., 2020; Исаев и др., 2021]. Поэтому, как и в первом примере, статья не рассматривает строение и состав пород осадочного разреза, ограничиваясь ссылками на соответствующие работы, делая упор на ключевых моментах моделирования.

Термическая история ЗСБ на Останинской площади (рис. 1б), восстановленная в системе моделирования ГАЛО, показана на рис. 6. Основные принципы численной реконструкции в системе моделирования бассейнов ГАЛО подробно изложены в работах [Галушкин, 1990; 2007; Galushkin, 2016] и частично обсуждались выше при рассмотрении численной реконструкции термической истории бассейна Маннар. Отметим здесь, что в реконструкциях рис. 4 и рис. 6, как и в других системах моделирования [Ungerer et al., 1990; Ungerer, 1993; Welte et al., 1997; Hantschel, Kauerauf, 2009; Cloetingh et al., 2015], учитываются процессы отложения пористых осадков с переменной скоростью, уплотнение осадочных пород, поверхностная эрозия, зависимость теплофизических параметров пород от их литологического состава и глубины погружения, изменение теплопроводности матрицы пород и поровых вод от температуры [Галушкин, 2007]. Постоянная температура $T_m = 1167^\circ\text{C}$ поддерживалась на нижней границе области счета Z_m , глубина которой в процессе счета менялась от 89 км на толщину осадочного чехла в процессе его формирования (рис. 6б(б)).

Периоды растяжения литосферы с суммарной амплитудой $\beta \approx 1.21$ в силуре и девоне и с амплитудой $\beta \approx 1.09$ в мелу отвечают интенсивному погружению бассейна в указанные периоды времени, которое нельзя было объяснить простым остыванием литосферы. Две термические активизации литосферы бассейна (с карбона по триас и с миоцена по плиоцен) отвечают продолжительной эрозии бассейна с амплиту-

дой около 750 м в карбон-триасе и около 100 м в миоцене (рис. 6). Тепловой поток в начале формирования осадочного чехла (443 млн лет назад), равный 105 мВт/м² (рис. 6б(а)), был типичным для осевых зон активных современных континентальных рифтов [Смирнов, 1980; Cloetingh et al., 2015]. Общая амплитуда растяжения литосферы бассейна, предполагаемая в нашей модели, составляет 1.32. При начальной толщине консолидированной коры 40 км, принятой в нашей модели, ее рассчитанное современное значение должно составлять $40/1.32 = 30.3$ км. Следовательно, рассчитанная в модели современная глубина границы МОХО будет равна $30.3 + 5.6 = 35.9$ км, где 5.6 км — современная толщина осадочного чехла. Такое значение глубины границы МОХО согласуется с геофизическими оценками в исследуемом районе ЗСБ [Melnik et al., 2015].

Близость тектонических кривых 1 и 2 на рис. 7а является одним из важных критериев обоснованности предлагаемой модели эволюции бассейна. Однако, помимо соответствия наблюдаемых и рассчитанных глубин слоев в современном осадочном разрезе бассейна, остаются еще два важных критерия достоверности предложенной модели. Они предполагают соответствие вычисленных и измеренных значений температур и ОСВ (%Ro) в современном осадочном разрезе бассейна. Кри-

вая 5 на рис. 8 представляет распределение ОСВ с глубиной (%Ro(z)), рассчитанное в варианте с учетом всех событий растяжения и тепловой активизации бассейна, предполагаемых из анализа вариаций амплитуд тектонического погружения. Видно, что вариант эволюции бассейна, представленный кривой 5, не объясняет высокую степень созревания органического вещества (ОВ) пород нижней юры и триаса и что требуется дополнительный тепловой импульс, который привел бы к резкому увеличению зрелости этих пород. Кривая 1 на рис.8 представляет возможный вариант развития бассейна, объясняющий данный скачок ОСВ. В этом варианте необходимый тепловой импульс создается внедрением силла толщиной около 150 м на глубину 600 м от поверхности фундамента в период от 161 до 160.2 млн лет назад с температурой внедрившихся пород силла пород 1000°C. Внедрение силла сопровождалось гидротермальной активностью, охватывавшей осадочные породы силура, девона и карбона. Этот процесс моделировался переписыванием распределения температур в пределах зоны активности гидротерм в указанном временном интервале на распределение с температурой, линейно убывающей от текущей температуры T_1 в основании осадочного чехла до температуры $T_2 = T_1 - 30^\circ\text{C}$ в кровле карбона [Галушкин, 2023]. Степень влияния гидротермального переноса на распре-

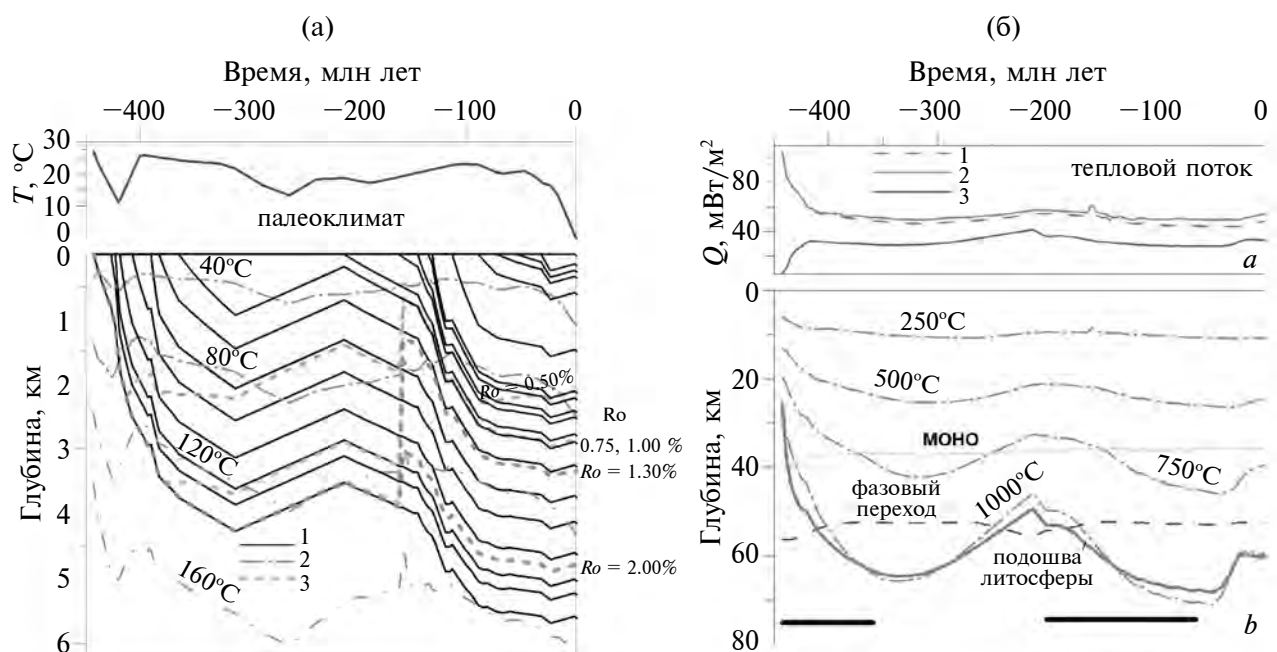


Рис. 6. Термическая история осадочной толщи (а) и литосферы (б) ЗСБ в районе скв. Останинская-438 — численные реконструкции в системе ГАЛО.

Легенды рис. 6а и 6б повторяют легенды рис. 4а и 4б соответственно.

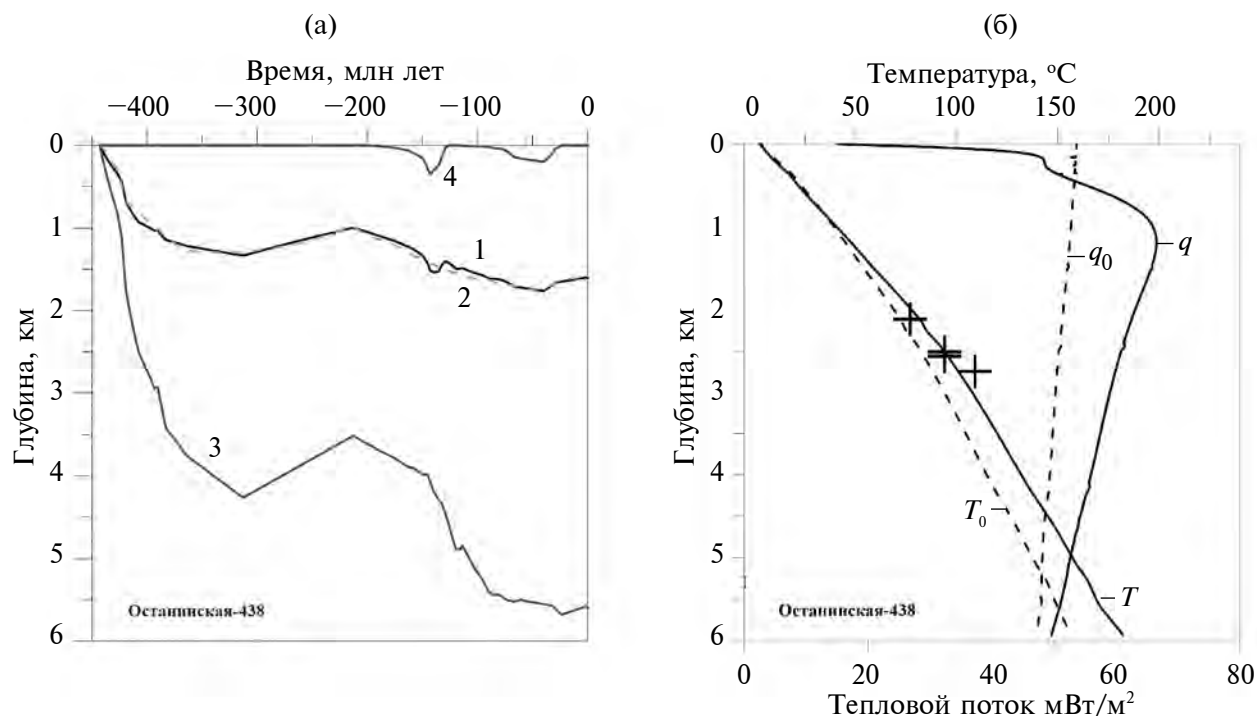


Рис. 7. Вариации амплитуд тектонического погружения ЗСБ в районе скв. Останинская-438 (а) и вычисленные распределения теплового потока (q , q_0), температуры (T , T_0) (б). (а): см. легенду рис. 3а; (б): (T_0 , q_0) и (T , q) — распределения температуры и теплового потока 3.5 млн. лет назад и в современном разрезе; ++ — измеренные значения температур.



Рис. 8. Вычисленное распределение ОСВ с глубиной в современном разрезе Западно-Сибирского бассейна в районе скв. Останинская-438.

Кривые 1, 3, 4, и 5 отвечают активности силла и гидротерм в течение 800, 1000, 600 и 0 (отсутствие силла и гидротерм) тысяч лет, соответственно; 2 — измеренные значения ОСВ; 6 — активность силла в течение 800 тысяч лет, но без гидротермальной активности.

деление $Ro(z)$ можно оценить, сравнивая кривые 1 и 6 на рис. 8. Сравнение распределений 1, 2, 3, 4 и 5 на рис. 8 показывает роль продолжительности процессов активности силла и гидротерм в формировании скачков ОСВ. Алгоритм учета влияния внедрения силла на распределение температур в осадочном разрезе рассмотрен в работе [Галушкин, 2023]. Измерения ОСВ в породах глубже 2900 м отсутствовали, поэтому вариант, показанный кривой 3 на рис. 8, допускается данными измерения температур и ОСВ в той же степени, как и вариант кривой 1 с меньшей длительностью активности силла.

Около 3.5 млн лет назад среднегодовая температура воздуха в Западной Сибири впервые опустилась ниже нуля и с тех пор испытывала неоднократные резкие колебания [Архипов и др., 1993]. Для осадочных бассейнов северных широт сравнение измеренных и вычисленных температур пород невозможно без учета таких колебаний климата. В системе ГАЛО для анализа тепловой эволюции бассейна во время резких колебаний климата с неоднократным формированием и деградацией зон пермафроста разработан специальный программный пакет *ICE2020*, интегрированный с пакетом моделирования бассейнов ГАЛО [Галушкин, 2023; Galushkin

2023]. Расчет распределения температур в этом пакете осуществляется в том же интервале глубин $0 \leq z \leq ZM$, что и общее моделирование бассейна в системе ГАЛО, так что при решении уравнения теплопроводности условие на нижней границе области счета остается прежним: $T = TM$ при $z = ZM$. Тем самым отпадает необходимость задавать тепловой поток в основании осадочного чехла, что являлось основным источником неопределенностей в предшествующих системах моделирования. К преимуществам программы ICE2020 относится также возможность расчета изменения степени зрелости ОБ осадочных пород (ОСВ, %Ro). Для многих бассейнов этот аспект не играет роли из-за малой продолжительности четвертичного периода. Однако он существенен в тех случаях, когда в указанный период резких колебаний климата имело место термическое событие типа гидротермальной активности в нижних слоях осадочного чехла, которое может повлиять на уровень созревания ОБ (см. ниже). Моделирование с пакетом ICE2020 осуществляется с небольшими шагами dt по времени ввиду необходимости рассмотреть относительно краткосрочные климатические изменения в плиоцен-четвертичное время. Если общее моделирование для 443 млн лет погружения бассейна на рис. 6 осуществлялось примерно за 2800 шагов и шаг по времени (dt) менялся от 500 тыс. лет в период эрозии в верхнем карбоне, перми и триасе до 20 тысяч лет в четвертичный период, то моделирование с пакетом ICE2020 для последних 3.5 млн лет требовало более 27 тысяч временных шагов, менявшихся от 500 до 5 лет. Разностная схема для решения уравнения теплопроводности и алгоритмы расчета теплопроводности, теплоемкости, температуры мерзлых и талых пород подробно обсуждаются в работах [Galushkin, 1997; 2016; 2023]. Здесь же отметим, что при моделировании эволюции пермафроста теплопроводность, теплоемкость и теплогенерация пород рассчитываются, как обычно, через значения этих параметров для матрицы пород, грунтовых вод и льда. Содержание незамерзшей воды в порах породы при отрицательных температурах, $W(T)$, а вместе с ней и выделение скрытой теплоты плавления льда зависят от температуры и содержания в породах мелко- и крупнозернистых фракций [Galushkin, 1997; 2016; 2023].

Расчеты в системе ГАЛО с палеоклиматической кривой, показанной в верхней части рис. 6а, дают распределение температур с глубиной в современном разрезе ($T(z,0)$), близкое к распределению T_0 на рис. 7б. Эти температуры заметно меньше измеренных значений. Учет резких колебаний климата в последние 3.5 млн лет только увеличивает это различие. Необходи-

мо теплое событие, которое без заметного влияния на тектоническую кривую могло бы увеличить значения современных температур, рассчитанных в модели. Таким событием мог быть, например, гидротермальный перенос тепла от основания толщи силура к его кровле в интервал времени от 2 млн до 900 тысяч лет назад с перепадом температур в гидротермальной колонке около 5°C . Распределение $T(z)$ в современном разрезе бассейна, рассчитанное с учетом такой гидротермальной активности, показано на рис. 7б кривой T . Увеличение зрелости ОБ осадочных пород при поступлении тепла в результате такой гидротермальной активности можно оценить, сравнивая сплошную и пунктирные линии на рис. 9а. Как и следовало ожидать, наибольшее влияние последняя гидротермальная активность оказала на созревание ОБ в породах силура и девона.

В заключение раздела коротко скажем о моделировании в системе ГАЛО осадочного разреза скв. Сельвейкинская-2, расположенной примерно в 20 км к северо-западу от скв. Останинская-2 (рис. 1б). Моделирование проведено нами, с использованием данных, опубликованных в работе [Галиева и др., 2020]. Осадочный разрез бассейна в районе этой скважины с точностью 100–150 м повторяет разрез Останинской площади, но последняя характеризуется более высоким современным тепловым потоком (53 мВт/м^2 вместо 43 мВт/м^2 — на Сельвейкинской площади). Характерно, что измеренные значения ОСВ на скв. Сельвейкинская-2 подтверждают скачек значений ОСВ в породах того же возраста, что и в разрезе скв. Останинская-2 (рис. 7а и рис. 7б). Рисунки с реконструкциями для скв. Сельвейкинская-2 не приводятся в статье, так как они почти повторяют соответствующие рисунки для скв. Останинская-438. Все события термической активизации и растяжения литосферы повторяются, различаясь лишь слегка более низким тепловым потоком. С точностью до 20 м повторяются и параметры силла в юре, а также параметры гидротермальной активности в четвертичное время.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО- СИБИРСКОГО БАСЕЙНА МЕТОДОМ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ЕЕ СРАВНЕНИЕ С МОДЕЛЬЮ В СИСТЕМЕ ГАЛО

Рисунок 10б представляет реконструкцию термической истории осадочной толщи Западно-



Рис. 9. Распределения ОСВ в современных осадочных разрезах скв. Останинская-438 (а) и Сельвейкинская-2 (рис. 16). 1 — рассчитанное распределение ОСВ; 2 — измеренные значения ОСВ; 3 — ОСВ, рассчитанная без гидротерм в плейстоцене; 4 на рис. (б) — ОСВ, рассчитанная без тепловых эффектов гидротерм в плейстоцене и интрузии в юре.

Сибирского бассейна на Останинской площади, полученную в работе [Исаев и др., 2021] методом палеотемпературного моделирования. Метод применялся к численной реконструкции термической истории различных районов Западной Сибири и Дальнего Востока [Исаев, 2004; Исаев, Фомин, 2006; Исаев и др., 2014; 2016; 2021]. Численное восстановление температурной истории осадочных пород этим методом осуществляется в два этапа. На первом из них по значениям температур T_i , измеренным в скважине, рассчитывается тепловой поток q в основании осадочного чехла. Считается, что распределение температур в современном осадочном разрезе бассейна описывается одномерным стационарным уравнением теплопроводности:

$$(\partial/\partial z)(k(z) \cdot (\partial T/\partial z)) + A(z) = 0. \quad (6)$$

Уравнение (6) решается для заданных значений температуры на поверхности осадочного чехла ($T = T_0$ при $z = 0$.) и разных значений теплового потока q в его основании ($q = -k \cdot (\partial T/\partial z)$ при $z = H$). Здесь: $k(z)$ — коэффициент теплопроводности осадочной породы на глубине z ; $A(z)$ — генерация тепла в единице объема осадочной породы; H — мощность современного осадочного чехла. Из семейства решений выбирается то

значение q , которое обеспечивает наименьшее квадратичное отклонение измеренных температур от вычисленных [Исаев, 2004; Исаев, Фомин, 2006]. Выбранное таким способом значение потока q в основании осадочного чехла считается постоянным либо во всей истории бассейна, либо, как в ситуации с Останинской площадью на период погружения бассейна, начиная с юры. Особенностью методики В.И. Исаева является включение в ряд наблюдаемых температур T_i так называемых максимальных температур, достижимых породой в истории ее погружения. В системе палеотемпературного моделирования эти температуры определяются по измеренным значениям ОСВ (% Ro) согласно табл. 2 [Бурштейн и др., 1997; Исаев, Фомин, 2006]. В разрезе скв. Останинская-438 органическое вещество в образце породы карбона с глубины 2844 м показывает степень зрелости $Ro = 1.05\%$, которое, согласно табл. 2, соответствует максимальной температуре в истории погружения пород свиты карбона, равной 155°C . Полученная температура соответствует потоку q в основании осадочной толщи в карбоне, равному 220 мВт/м^2 . В модели из работы [Исаев и др., 2021] это значение q принимается постоянным для всего периода времени с ордовика по пермь (рис.10а). Считается, что в триасе этот поток падал до современных

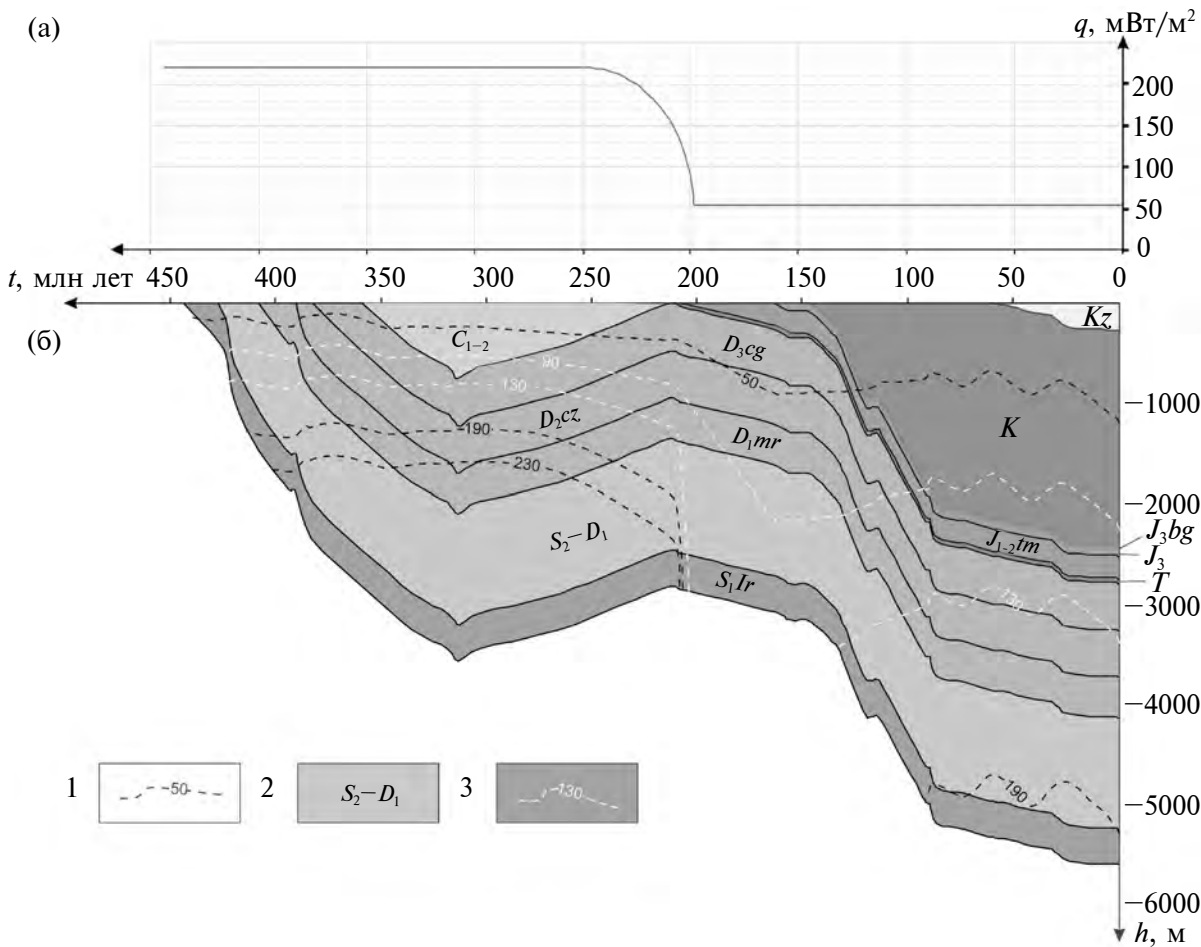
Таблица 2. Соотношение “максимальных температур” T и значений ОСВ (% R_o) [Бурнштейн и др., 1997; Исаев, Фомин, 2006]

$T^{\circ}\text{C}$	52	92	137	162	187	202	232
$R_o\%$	0.53	0.65	0.85	1.30	1.55	2.05	2.50

значений $q = 53 \text{ мВт/м}^2$, после чего оставался неизменным по настоящее время (рис. 10а) (аналогичная история изменения теплового потока в основании осадочной толщи используется и в работе [Галиева и др., 2020] при реконструкции теплового режима осадочного чехла Сельвейкинской площади, расположенной к северо-западу от Останинской; рис. 16).

В модели из работы [Исаев и др., 2021] температура осадочных пород как функция глубины и времени определяется при известном тепловом потоке q решением нестационарного

одномерного уравнения теплопроводности в постепенно наращиваемом осадочном чехле бассейна с заданием температур, соответствующим палеоклиматическим условиям на поверхности чехла, и поддержанием найденного теплового потока q в его основании. Следует отметить, однако, что реконструкция термической истории бассейна на рис. 9б, полученная методом палеотемпературного моделирования в работе [Исаев и др., 2021], не может считаться корректной, так как история теплового потока, представленная на рис. 10а, не согласуется с реальной историей



погружения бассейна. В самом деле потоку, который в течение 200 млн лет более чем в два раза превышал значения, характерные для осевых зон континентального рифтогенеза, должно бы отвечать сводовое поднятие района в течение этих 200 млн лет с последующим резким погружением бассейна в триасе. Но это не согласуется с историей погружения бассейна, согласно которой бассейн испытывал эрозию в верхнем карбоне и триасе (рис. 6а; 10б). Отметим, что высокие температуры пород силура, нижнего и среднего девона, в течение более 50 млн лет превышавшие 200°C (рис. 10б), должны привести к полному выгоранию органического вещества этих пород. Одна из причин некорректности метода палеотемпературного моделирования заключена в использовании соотношения $\%Ro - T_{\max}$ в табл. 2. В самом деле не существует однозначного соотношения значений $\%Ro$ и $T_{\max}$, так как зрелость органического вещества пород зависит не только от температуры, но и от времени ее воздействия. Данный факт иллюстрируется табл. 3, где приведены значения $\%Ro$, вычисленные для семи историй погружения образцов породы от поверхности до глубины 4 км в среде с постоянным градиентом температуры $\beta = dT/dz = 30^\circ\text{C}/\text{км}$, но с разными временами погружения, меняющимися от 500 до 5 млн лет. Подчеркнем, что для всех образцов максимальная глубина погружения составляла 4 км и максимальная температура в истории погружения равнялась 120°C. Согласно табл. 2, зрелость ОВ всех пород должна быть одинаковой, составляя около 0.77% (Ro), в то время как расчеты демонстрируют ее изменение от 1.40% для времени погружения $\Delta t = 500$ млн лет до 0.42% для $\Delta t = 5$ млн лет. Несостоятельность соответствия значений $\%Ro$ определенным изотермам можно видеть и на рис. 10. Возьмем в качестве примера породы позднего девона. В ходе эрозии на карбон-триасе они переходят от зрелости, соответствующей основанию главной зоны генерации нефти ($T = 130^\circ$ по работе [Исаев и др., 2021]), к зрелости, отвечающей кровле этой зоны ($T = 90^\circ$ по работе [Исаев и др., 2021]), и далее к еще меньшим значениям зрелости. То есть в процессе эрозии органическое вещество кров-

ли девона уменьшает степень своей зрелости, чего в природе не бывает.

ОБСУЖДЕНИЕ

Применение системы моделирования ГАЛО, использующей анализ вариаций тектонического погружения бассейна, позволил предложить реконструкции термической истории Западно-Сибирского бассейна и бассейна Маннар, альтернативные вариантам, построенным в системах моделирования бассейнов с заданием теплового потока в основании осадочной толщи. Система ГАЛО, как и другие системы моделирования бассейнов, имеет свои границы применимости. Она рассматривает эволюцию плоских (одномерных) бассейнов, когда все термофизические параметры пород зависят от времени (t) и глубины (z), не меняясь в горизонтальных (x, y) направлениях. Отметим сразу же, что обе реконструкции в работе [Исаев и др., 2021] и в работе [Premaratne et al., 2016], с которыми проводится сравнение модели ГАЛО, также используют приближение плоского бассейна. Для бассейна Маннар выполнение этого условия в системе моделирования ГАЛО обсуждается в статье [Galushkin, Dubinin, 2020]. Относительно плавное изменение мощности осадочного покрова и толщины консолидированной коры делает приемлемым приближение плоского бассейна и для реконструкции термической истории литосферы Западно-Сибирского бассейна на Останинской площади, так как на соответствующих разрезах горизонтальный масштаб структур более чем в 10 раз превосходил вертикальный [Исаев и др., 2021; Melnik et al., 2015]). Отклонения от одномерной модели могли быть заметны только на начальной стадии рифтогенеза вблизи от оси рифта, когда горизонтальные градиенты температур dT/dx были максимальными. На этой стадии литосфера остывает быстрее, чем в одномерном варианте охлаждения, и тогда наши оценки амплитуды растяжения на рифтовой стадии развития бассейна могут быть немного завышены. Однако в целом ошибки, возникающие от применения одномерной модели, не должны превышать

Таблица 3. Изменение зрелости ОВ в породах на глубине 4 км при разных временах погружения и при постоянном градиенте температуры $\beta = dT/dz = 30^\circ\text{C}/\text{км}$ (то есть $z_{\max} = 4$ км и $T_{\max} = 120^\circ$) [Гаврилов, Галушкин, 2010].

Время, млн лет	500	300	200	100	50	25	5
$Ro\%$	1.405	1.239	1.120	0.940	0.786	0.656	0.425
$T_{\max}$ по табл. 2	172.5	158.6	152.0	142.0	122.6	93.3	< 50

ошибок от неопределенностей в знании исходных параметров модели и не могут изменить основные выводы нашей работы.

Следующее предположение системы ГАЛО касается локально-изостатического отклика литосферы на нагрузку. Оно используется при расчете тектонического погружения бассейна (уравнения (1) и (4); [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Такая методика не подходит для областей с “неизостатическим рельефом”, типа поясов сжатия или конвергентных границ плит, когда подъем рельефа обеспечивается динамическим эффектом сжатия сходящихся краев литосферных плит. Как правило, такие районы характеризуются высокими значениями аномалий гравитационного поля в редукции Фая. Нижние горизонты осадочного чехла и кровля фундамента рифтового грабена характеризуются тектонической трещиноватостью и активизацией движений по глубоким разломам древнего происхождения [Предтеченская и др., 2009; Галушкин, 2023]. Это справедливо как для начальной стадии рифтогенеза бассейна, так и для последующей тектонической активности бассейна. Развитая трещиноватость и умеренные аномалии Фая в районе исследования [Melnik et al., 2015] говорят в пользу изостатической реакции литосферы бассейна на нагрузку. Отсутствие резких изменений толщины осадочного чехла на расстояниях, превышающих эффективно упругую толщину литосферы, тоже свидетельствует в пользу локально-изостатической реакции литосферы исследуемого района на нагрузку осадочного чехла. Возможные ошибки, возникающие при определении глубины нижней границы области счета (ZM) и температуры на ней (TM), обсуждаются в работах [Galushkin, 2016; Galushkin, Dubinin, 2020]. Там же рассмотрены и алгоритмы расчета глубины ZM и температуры TM и показано, что изменение в значениях ZM на 10–15% не оказывает заметного влияния на результаты моделирования.

Отметим также, что параметры внедрения юрского силла и сопровождающей его гидротермальной активности, предполагаемые при моделировании Останинской площади в системе ГАЛО, не являются точно определенными, и предложенный вариант внедрения — не единственно возможный. Моделирование не в состоянии определить точные параметры и даже тип события, вызвавшего необходимый тепловой импульс, так как единственным критерием такого выбора служит соответствие между измеренными и рассчитанными значениями

ОСВ. Аналогичный тепловой импульс мог быть смоделирован и в варианте с силлом меньшей толщины, но внедрившимся ближе к поверхности фундамента. Моделирование указывает лишь на одно из возможных событий, которое могло быть ответственно за наблюдаемый скачок ОСВ, и численно воспроизводит необходимый тепловой импульс. Конкретизация этого события не существенна для расчетов истории созревания ОВ пород бассейна и генерации УВ во временном масштабе эволюции бассейна. Отметим только, что скачкообразное увеличение зрелости в горизонтах триаса и нижней юры характерно для многих площадей Западно-Сибирского бассейна (скв. Уренгойская-414 [Галушкин, 2007], СГ-6 [Галушкин, 2023], площадь Каменная в Приобском районе).

Аналогично можно отметить, что и предложенный вариант гидротермальной циркуляции в плейстоцене также не является единственно возможным. Моделирование не в состоянии определить точные параметры такой активности, ведь единственным критерием здесь также служит соответствие между измеренными и рассчитанными значениями температур и $\%Ro$ в современном разрезе. Ясно, что менее интенсивная, но более поздняя гидротермальная активность могла бы привести к близкому распределению $T(z)$, не сказываясь заметно на распределении $\%Ro(z)$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере реконструкций термического режима осадочной толщи бассейна Маннар (Шри-Ланка) в районе скв. Dorado North и Западно-Сибирского бассейна в районе скв. Останинская (Томская обл.) в работах [Premarathne et al., 2016; Исаев и др., 2021] показано, что использование систем моделирования с заданием теплового потока в основании осадочной толщи, определяемого из условия совпадения вычисленных значений ОСВ с измеренными в современном разрезе бассейна, может давать искаженную термическую историю бассейна. Применение анализа вариаций тектонического погружения бассейна в системе моделирования ГАЛО позволяет оценить амплитуду и продолжительность событий тепловой активизации и растяжения (утонения коры) литосферы и тем самым обойти проблему с заданием теплового потока на относительно мелких глубинах бассейна. Построенная при этом альтернативная модель термической эволюции бассейна опирается на ту же базу исходных данных моделирования, что

и системы с подбором теплового потока в основании осадочной толщи. Численные оценки степени растяжения литосферы, полученные при моделировании термической истории бассейнов с системой ГАЛО, согласуются с геофизическими оценками глубины границы Мохоровичича в изучаемых районах, опубликованными в литературе.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010088-5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 457 с.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С. Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 1. № 6. С. 53–58.
- Буриштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика. 1997. № 6. С. 1070–1078.
- Галиева М.Ф., Алеева А.О., Исаев В.И. Очаги генерации углеводородов и их аккумуляция в доюрском разрезе Сельвейкинской площади глубокого бурения (Томская область) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15 (3). С. 1–16.
- DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/26_2020
- Галушкин Ю.И. Температурные условия и положение зон генерации углеводородов в процессе развития осадочных бассейнов: описание методов и программы расчета // Жизнь Земли. 1990. Т. 25. С. 102–108.
- Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
- Галушкин Ю. И. Термическая история литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 — численная реконструкция в рамках системы моделирования плоских бассейнов ГАЛО // Физика Земли. 2023. № 4. С. 115–134.
- Гаврилов В.П., Галушкин Ю.И. Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов (бассейновое моделирование). М.: Недра. 2010. 227 с.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабищев А.В. Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(8). С. 1145–1161.
- Исаев В.И. Палеотемпературное моделирование осадочного разреза и нефте-газообразование // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23 (5). С. 101–115.
- Исаев В.И., Фомин А.Н. Очаги генерации нефти баженовского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегаплатины // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (6). С. 734–745.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кузина М.Я., Кудряшова Л.К., Сунгурова О.Г. Стратегия и основы технологии поисков углеводородов в доюрском основании Западной Сибири. Томск: изд-во ТПУ. 2014. 112 с.
- Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Фомин А.Н. Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории баженовской и тогурской свит юго-востока Западной Сибири // Геофизический журнал. 2016. Т. 38 (4). С. 3–25.
- Исаев В.И., Галиева М.Ф., Алеева Ф.О., Лобова Г.А., Старостенко В.И., Фомин А.Н. Палеотемпературное моделирование очагов генерации углеводородов и их роль в формировании залежей “палеозойской” нефти (Останинское месторождение, Томская область) // Гео-ресурсы. 2021. Вып. 1. Т. 23. С. 2–16. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.1>
- Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Малышев Н.А. и др. Историко-геологическое моделирование процессов нефтегенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (8). С. 1179–1226.
- Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1: 10000000. М.: ГУГК. 1980. 150 с.
- Предтеченская Е. А., Шиганова О. В., Фомичев А. С. Катагенетические и гидромеханические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. №6. С. 54–65.
- Bailli P.W., Sha R.D., Liyanarachch D.T.P., Jayaratn M.G. A new Mesozoic sedimentary basin, offshore Sri Lanka. Proceedings of EAGA 64th Conference & Exhibition, (Florence, Italy). 2003.
- Baer A.J. Geotherms evolution of the lithosphere and plate tectonics // Tectonophysics. 1981. V. 72. P. 203–227.
- Cloetingh S.et al. Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins. Elsevier. 2015. <https://doi.org/10.1016/8978-444-53802-4.00117-2>
- Galushkin Yu. I. Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene-Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin // Canad. J. Earth Science. 1997. V. 34 (7). P. 935–948.
- Galushkin Yu.I. Non-standard Problems in Basin Modeling. Swizeland, Springer Internat. Publ. 2016. 268 p.
- Galushkin Yu.I. Thermal history of the permafrost zone in the vicinity of the deep Tyumen SG-6 well, West Siberian Basin // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 134 (1). P. 108–121. <http://doi.org/10.1002/ppp.2168>
- Galushkin Yu I., Dubinin E.P. Thermal history and extension of the lithosphere in the Mannar basin and realization its hydrocarbon potential, offshore Sri Lanka // Marine and Petroleum Geology. 2020. V. 119. № 104477. P. 1–18. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104477><https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104477>
- Geological Survey of India, Heat Flow Map of India and Adjoining Regions. Delhi. 1991.

- Hantschel Th., Kauerauf A.* Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. 2009. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag.
- Herath P., Gunatilake J., Weerasingh, D.* Mohorovicic discontinuity beneath Mannar Basin: a failed rift // *J. Geol. Soc. Sri Lanka*. 2017. V.18. P. 77–87.
- Hofmeister A.* Mantle values of thermal conductivity geotherm from phonon lifetimes // *Science*. 1999. V. 283. P. 1699–1709.
- Kularathna E.K.C.W., Pitawala H.M.T.G.A., Senarathne A., Ratnayake A.S.* Play distribution and the hydrocarbon potential of the Mannar Basin, Sri Lanka // *J. Petrol. Explor. and Production Technology*. 2020. № 12. P. 1–19. <https://doi.org/10.1007/s13202-020-00902-8>
- Kumar N., Zeyen H., Singh A.P., Singh B.* Lithospheric structure of southern Indian shield and adjoining oceans: integrated modeling of topography, gravity, geoid and heat flow data // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 30–44.
- McKenzie D., Sclater J.G.* The evolution of the Indian ocean since the late cretaceous // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. V. 25. P. 437–528.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K.* Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 233. P. 337–339.
- Melnik E.A., Suvorov V.D., Pavlov E.V., Mishenkina Z.R.* Seismic and density heterogeneities of lithosphere beneath Siberia: Evidence from the Craton long-range seismic profile // *Polar Science*. 2015. V. 9. P. 119–129.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*. 1975. V. 189. P. 419–426.
- Perry H.K.C., Jaupart C., Mareschal J.-C., Shapiro N.M.* Upper mantle velocity-temperature conversion and composition determined from seismic refraction and heat flow // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B07301. <https://doi.org/10.1029/2005JB003921>
- Rana M.S., Chakraborty Ch., Sharma I.R., Giridhar M.* Mannar volcanics — implications for Madagascar breakup. 7th conference and exposition on petroleum geophysics. 2008. Hyderabad. P. 358–363.
- Ratnayake A.S., Sampei Y.* Preliminary prediction of the geothermal activities in the frontier Mannar Basin, Sri Lanka // *J. Geol. Soc. Sri Lanka*. 2015. V. 17. P. 19–29.
- Premarathne U.* Present day heat flows in the Cauvery Basin, Sri Lanka. In: Proceedings of the 33rd Technical Session of Geological Society of Sri Lanka, Published Online- 24th February 2017. <http://www.gss/web.org>
- Premarathne U., Suzuki N., Ratnayake N., Kularathne C.* Burial and thermal history modelling of the Mannar basin, offshore Sri Lanka // *J. Petrol. Geol.* 2016. V. 39 (2). P. 193–214.
- Ratnayake A.S., Kularathne Ch.W., Sampei Y.* Assessment of hydrocarbon generation potential and thermal maturity of the offshore Mannar Basin, Sri Lanka // *J. Petrol. Explor. Product. Technol.* 2017. P. 1–13. <https://doi.org/10.1007/s13202-017-0408-1>
- Sclater J.G., Christie P.A.F.* Continental stretching: an explanation of the Post-Mid Cretaceous subsidence of the central North Sea basin // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85 (B7). P. 3711–3739.
- Shanker R., Absar A., Bajpai I.P.* Heat flow map of India — an update. 21st New Zealand Geothermal Workshop. 2012. P. 157–162.
- Schenk O., Tu Ch., Sii L.N., Ong W.Ch., Kularathna Ch.* Unlocking the hydrocarbon potential of the Mannar Basin (Sri Lanka) based on new data and new ideas // *First Break*. 2022. V. 40. P. 75–84.
- Touloukian Y.S., Ho C.Y.* Physical properties of rocks and minerals. 1981. McGraw-Hill. 548 p.
- Ungerer Ph., Burrus L., Doligez B., Chenet P., Bessis F.* Basin evolution by integrated two-dimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // *AAPG Bull.* 1990. V. 74 (3). P. 309–335.
- Ungerer Ph.* Modeling of petroleum generation and migration / Bordenave M.L. (ed.). Applied Petroleum Geochemistry. 1993. Paris: Technip. P. 397–442.
- Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R.* (eds.). Petroleum and Basin Evolution. 1997. Springer-Verlag.
- Wood B.J., Yuen D.A.* The role of lithospheric phase transitions on sea floor flattening at old ages // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1983. V. 66. P. 303–314.
- Wyllie P.J.* Magmas and volatile components // *Am. Mineral.* 1979. V. 64. P. 469–500.
- Yamasaki N., Nakada M.* The effect of the spinel-garnet phase transition on the formation of rifted sedimentary basins // *Geophys. J. Inter.* 1997. V. 130. P. 688–692.

An Analysis of Variations in Tectonic Subsidence of the Basin and Construction of Alternative Models of Thermal Evolution of Sedimentary Basins

Yu. I. Galushkin

*Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia
e-mail: yu_gal@mail.ru*

Received April 19, 2024; revised July 8, 2024; accepted July 10, 2024

Abstract — Numerical reconstructions of thermal regime of sedimentary strata of the Mannar basin (Sri Lanka) in the area of the Dorado North well and the West Siberia basin (Tomsk region) in the area of the Ostaninskaya well presented in [Premarathne et al., 2016; Isaev et al., 2021] are compared with the corresponding reconstructions obtained in the GALO system for basin modeling. These examples show that the use of modeling systems with the specification of the heat flow at the base of sedimentary strata can give false picture of the thermal history of the basin, despite the coincidence of the calculated values of vitrinite reflectance with the values measured in the modern sedimentary section of the basin. The application of the analysis of variations in tectonic subsidence of the basin in the GALO modeling system makes it possible to estimate the amplitude and duration of the thermal activation events and extension (thinning of the crust) of the lithosphere and thereby overcome the problem with specification of the heat flow at relatively shallow basin depths. The alternative model of the basin thermal evolution constructed in this way relies on the same modeling input database as the heat flow fitting systems at the base of sedimentary strata, but only with the addition of the modern depth of the Mohorovicic discontinuity.

Keywords: thermal regime of the lithosphere, tectonic subsidence of the basin, heat flow